

Die Pfingstexkursion der Prager Geographen ins Niederösterreichische Waldviertel (10.—13. Mai 1913)

von

† Prof. Dr. Alfred Grund.¹⁾

Die Exkursion verließ am 10. Mai morgens mit der Eisenbahn Prag, um Gmünd, den Ausgangspunkt der Fußwanderung, zu erreichen. Von hier wanderten wir über Hoheneich und Pürbach zur Donau-Moldau-Wasserscheide bei Stölzles und nach Vitis. Nach einer kurzen Rast ging es weiter nach Markl bei Windigsteig und sodann im Tale der Deutschen Thaya nach Waidhofen, wo die erste Nachtstation gehalten wurde. Am folgenden Morgen des 11. Mai brachen wir auf zur Besteigung des Wiener Berges (718 *m*) und erreichten über Wienings und Weinern wieder das Thayatal bei Raabs. Teils neben, teils im Tale wandernd, gelangte die Exkursion schließlich abends nach Drosendorf, unserem zweiten Nachtquartier. Am 12. Mai fuhren wir mit der niederösterreichischen Landesbahn nach Waschbach-Pleissing und wanderten sodann von hier über Hofern nach Retz. Nachmittags folgten wir dem Abfall des Böhmisches Massivs über Schrattental und Pulkau nach Eggenburg, wo die dritte Nächtigung stattfand. Von hier ging es am 4. Tage (13. Mai) über Mold nach Horn, nachmittags von hier zur Rosenberg und zum Umlaufberg, worauf wir abends über Altenburg nach Horn zurückkehrten und hier den Zug bestiegen, der uns am Morgen des 14. Mai wieder nach Prag zurückbrachte.

Der Plan, der dieser Exkursion zu Grunde lag, bestand darin, den Teilnehmern eine Peneplain in den verschiedenen Stadien ihrer Zer-

¹⁾ Dieser Aufsatz stammt aus dem literarischen Nachlaß des auf dem serbischen Kriegsschauplatz gefallenen Gelehrten und ist erst nach dem Ausbruch des Krieges, im September 1914, abgeschlossen worden. Alfred Grund, der an der Entwicklung dieses Jahresberichtes so reiche Verdienste hatte, spricht hier zum letztenmal zu seinen Wiener Freunden, die seinen frühen Hingang aufs tiefste bedauern.

talung zu zeigen und mit ihr die Abrasionsebene zu vergleichen, welche durch das Miozänmeer am Ostrande des Massivs geschaffen worden war. Deshalb begann die Wanderung nahe der Donau-Moldau-Wasserscheide; denn hier muß die Rumpffläche am besten erhalten sein, wo sie der Erosion der Flüsse entrückt ist. In der Tat ist vor allem das Stück zwischen Hoheneich und Vitis ein Musterbeispiel einer noch unversehrten Peneplain. In ganz flachen Geländewellen, die mit sanftem Gefälle ineinander übergehen, wogt die Oberfläche auf und ab. Sie bekommt im Granit noch ihr besonderes Gepräge durch die herausgewitterten Blöcke, die auf den Hügeln herumliegen. Große, geschlossene Wälder mit zahlreichen Teichen, in deren dunklem moorigen Wasser der ernste Nadelwald sich düster spiegelt, bezeichnen den wenig fruchtbaren Granitboden. Sobald man bei Vitis aus dem Granit auf den Gneis übertritt, ändert sich das Aussehen der Landschaft, indem die Waldbedeckung größere Lücken durch Feld- und Wiesenflächen bekommt und indem die Blockbestreuung der Hügelwellen aufhört; aber sonst bleibt auch hier der Charakter der sanftwelligen Peneplain gewahrt. In den flachen Mulden nehmen die Gewässer als Abflüsse mooriger Wiesen ihren Ursprung, soweit nicht die Mulden zu seichten Teichflächen gestaut sind.

Auch das Lainsitztal bei Gmünd und das der Deutschen Thaya bei Vitis paßt zu dieser greisenhaften Landschaft. Mit sanftem Gefälle senken sich die Talgehänge gegen den breiten, moorigen Talboden, in welchem der Fluß mit freien Mäandern träge dahinfließt. Beide Täler sind mit ihrem Talboden etwa 30 *m* tief in die Rumpffläche eingesenkt. Darin gibt sich kund, daß diese Flüsse nicht mehr wie ihre Zuflüsse noch im Niveau der Rumpffläche fließen, sondern daß sie schon durch einen jüngeren Zyklus zu leichtem Einschneiden gezwungen wurden. Aber diese Tieferlegung vollzog sich offenbar so langsam, daß beide Täler einen spätalten Charakter beibehielten. Diese leichte Eintiefung der Haupttäler in die Rumpffläche hat jedoch eine Änderung der Entwässerungsrichtung stabilisiert, von der uns die Donau-Moldau-Wasserscheide Kunde gibt. Die Eisenbahn überschreitet sie ganz unmerklich auf der Rumpffläche zwischen den Orten Pürbach und Stölzles in einem großen, ebenen Torfmoor in rund 540 *m* Höhe an der tiefsten Stelle. Denn von hier ab hebt sich die Rumpffläche und mit ihr die Wasserscheide sowohl nach Norden wie nach Süden empor. Und zwar vollzieht sich diese Höhenzunahme nach beiden Seiten so allmählich, daß man sich dem Eindruck nicht verschließen kann, die Rumpffläche sei zu einer großen, seichten Mulde durchgebogen worden, die ihr Muldentiefstes in der Linie Gmünd—Vitis besitzt.

In dem wasserscheidenden Moor fanden wir einzelne Gräben ausgehoben, welche unter dem etwa 1 *m* mächtigen Torf eine grusig sandige Bildung entblößten. Auf den ersten Blick schien es Verwitterungsgrus

des anstehenden Granits zu sein. Aber beim Bildstock nordöstlich von Stölzles gelang es uns, in 540 *m* Seehöhe zwei tiefergehende Aufschlüsse beiderseits der Bahn aufzufinden. Diese zeigten einen geschichteten, groben Sand mit gut gerundeten Quarzgeröllen und einzelnen größeren Geschieben mit fluviatiler Diagonalschichtung. Auf der heutigen Wasserscheide liegt also unter dem Moor eine verarmte Flußablagerung, welche uns vom Dasein einer Hydrographie, die andere Wege einschlug als heute, Kunde gibt. Man darf wohl mit einiger Berechtigung vermuten, daß diese Flußablagerung irgendwie mit der Geschichte des Wittingauer Neogenbeckens zu tun hat. Rings um dieses liegen hochliegende fluviatile Quarzschotter, z. B. in der Gegend von Neuhaus, welche dartun, daß das Becken im Neogen eine hochemporgehende und über die Beckenränder hinübergreifende Zuschüttung erfahren hat. Wie hoch diese Zuschüttung ging, ist freilich noch nicht festgestellt und darum muß man vorläufig mit Schlußfolgerungen vorsichtig sein; aber wir möchten doch die Möglichkeit andeuten, daß die Lainsitz ihren Lauf im Miozän über die Wasserscheide zum Meere des Wiener Beckens nahm, ehe sie durch die leichtere Ausräumung des Neogenbeckens nach Norden abgelenkt wurde. Dies ergibt sich auch aus folgenden Beobachtungen.

Als wir von Vitis her bei Markl gegenüber Windigsteig das Tal der Deutschen Thaya wieder erreichten, fanden wir den Fluß schon über 50 *m* in die Rumpffläche eingesenkt und von zwei Terrassen begleitet. Die obere war als ein breiter Hochboden westlich von Markl gut entwickelt in 535 *m* Höhe. Konnten wir hier auch auf den Feldern keine Schotter- oder Sandablagerungen finden und gab es sonst keine Aufschlüsse, so ist doch an dem fluviatilen Charakter des Hochbodens kaum zu zweifeln. Er senkt sich mit der Thaya und wurde von uns bis Waidhofen, wo er 528 *m* hoch liegt, verfolgt. Mit ihm darf man wohl die 540 *m* hochgelegenen Flußablagerungen auf der Wasserscheide bei Stölzles in Verbindung bringen, denn diese passen ins Gefälle des Hochbodens.

Auf dem Wege zum Wieninger Berg hatten wir einen guten Rückblick auf den Hochboden. Denkt man sich das Thayatal bis zu seiner Höhe aufgefüllt, so erscheint er als eine mehrere Kilometer breite Talau, gegen welche sich die Rumpffläche mit sanften Böschungen verflacht. Es ist ein Tal in spätaltem Zustande. Denselben Charakter hat auch die Wasserscheide zwischen Gmünd und Vitis, so daß deren Einreihung in den Hochboden auch durch den morphologischen Befund gestützt wird. Zur Zeit des Hochbodens kam also ein Fluß von Westen über die Wasserscheide und nahm dann als Vorläufer der Thaya seinen Weg nach Osten.

Die zweite Terrasse liegt bei Windigsteig mit ihrer Kante 10 *m* unter dem Hochboden in 525 *m* Seehöhe. Sie geht bei der Großmühle am linken Ufer durch einen sanften Gleithang aus dem Hochboden her-

vor und fällt mit einem ausgereiften Schnitthang zur Thaya ab, während am rechten Ufer der zu diesem Schnitthang zugehörige Gleithang liegt. Über diesem setzt im Niveau der zweiten Terrasse ein Schnitthang ein, der dem oberen Gleithang des linken Ufers entspricht. Die Thaya hat hier also in der ersten Erosionsphase nicht nur 10 *m* in die Tiefe geschnitten, sondern auch dabei nach rechts gedrängt; in der zweiten Erosionsphase arbeitete sie nach links. All das sind Erscheinungen eines langsam in die Tiefe einschneidenden Flusses. Seither hat die Thaya sich einen breiten Talboden geschaffen, auf dem sie jetzt in freien Mäandern dahinfließt. Da sie die alten Schnitthänge meist nicht mehr untergräbt, sind diese ausgereift; die Vegetation hat von ihnen Besitz ergriffen. Unterhalb Meyres ändert sich nun der Charakter des Tales, indem die Thaya gefangene Mäander bekommt, die zwischen Schnitt- und Gleithängen festgelegt sind. Der erste erscheint zwischen der Neumühle und Vestepoppen. Die gefangenen Mäander sind bedeutend größer als die freien Mäander, wie sie oberhalb Meyres vorhanden sind; dagegen entsprechen sie in ihrer Größe den Flußwindungen, welche die Thaya oberhalb von Meyres beschreibt. Sie sind also offenbar aus diesen hervorgegangen, während die freien Mäanderformen beim Festlegen der Windungen durch Streckung des Flußlaufes verschwunden sind. Zugleich damit kommt an den Schnitthängen der gefangenen Mäander der anstehende Fels hervor. Das Tal bekommt so flußabwärts jüngerer Aussehen. Die Veranlassung zu diesem Wandel im Talcharakter ist die weitere Vertiefung des Tales. Sie gibt sich bei Waidhofen darin kund, daß das Thayatal hier bereits drei Terrassen besitzt. Unter dem Hochboden liegt die zweite Terrasse in 510 *m* Seehöhe, auf ihr steht die Pfarrkirche von Waidhofen; unter dieser erscheint eine dritte Terrasse in 500 *m*, auf welcher das Schloß von Waidhofen erbaut ist. Der Talboden liegt hier bereits 70 *m* unter dem Niveau der Rumpffläche, die wir bei Hollenbach östlich von Waidhofen in 554 *m* Seehöhe erreichten.

Wir hatten so zwischen Meyres und Waidhofen die ersten Anzeichen der Talverjüngung kennen gelernt, die von da ab flußabwärts immer stärker zur Geltung kommen. Diese Talverjüngung hat den Oberlauf noch nicht erreicht. Das Thayatal hat hier noch den alten Charakter, den es zur Zeit, als der Fluß im Niveau der dritten Terrasse floß, besaß. Wohl hat sich die Thaya auch oberhalb von Meyres etwas unter das Niveau der dritten Terrasse eingesenkt; aber hier war diese Eintiefung so gering, daß sie ihre Windungen und Mäander frei erhielt, während diese unterhalb von Meyres infolge des stärkeren Einschneidens festgelegt wurden.

Die Deutsche Thaya hat einen eigenartig geknickten Lauf. Im obersten Stück bis Vitis folgt sie dem Gefälle der nach Norden absinkenden Rumpffläche, ebenso wie dies auch die Lainsitz tut. Sobald beide

Flüsse die Einmündung Gmünd—Vitis erreicht haben, wendet sich die Lainsitz bei Gmünd nach Nordwesten ins Wittingauer Becken, während die Thaya von Vitis an in der Muldenachse nach Osten fließt. Diese Richtung behält sie bis Schwarzenau. Hier aber schlägt sie auf einmal den Weg nach Norden ein, den sie erst bei Dobersberg verläßt, indem sie hier in die Richtung nach Osten zurückkehrt.

Dieses Ausbiegen nach Norden war ihr durch zwei Momente vorgeschrieben. Die Achse der Muldenregion Gmünd—Vitis hebt sich allem Anscheine nach gegen Osten hin. Die Rumpffläche ist hier bei Göpfritz gegen den Rand des Beckens von Horn in der „Wild“ emporgebogen, wo sie Höhen bis 600 *m* erreicht. Ferner liegt aber nördlich davon der Zug des Wiener Berges, ein langer 600—700 *m* hoher Bergrücken, der östlich von Windigsteig einsetzt und von Süd nach Nord verlaufend bei Dobersberg endet. Er gipfelt in 718 *m* Höhe, überragt also die Rumpffläche um 100—150 *m* und geht in allmählichem Anstieg aus ihr hervor. Sichtlich gehört der Wiener Berg als Monadnock zur Rumpffläche. Er ist aus einem gefaserten gneisartigen Massengestein aufgebaut, das eine größere Widerstandskraft gegen die Abtragung besitzt als der Gneis ringsum; dafür liefern auch die Blockmeere und Felskanzeln auf der Höhe des Bergrückens weitere Beweise. Östlich des Wiener Berges verläuft jenseits einer breiten Niederung noch ein zweiter kürzerer Rücken zwischen Wienings und Speisendorf, der aus demselben Gestein aufgebaut ist wie der Wiener Berg und im Speisenberg 667 *m* Höhe erreicht. Auch er ist als Monadnock der Rumpffläche aufgesetzt.¹⁾

Diese Monadnocks stellten für die Entwässerung ein Hindernis dar, das die Flüsse umgehen mußten. So fließt der Abfluß der Wild, der Tauabach, in einem nach Süden gerichteten Bogen um das Südende des Wiener Berges und erreicht die Deutsche Thaya bei Windigsteig. Diese selbst umgeht in einem großen Umweg das Nordende des Bergzuges. Dies lehrt uns, daß zur Zeit der Entstehung des heutigen Flußnetzes diese Monadnockrücken nicht unter jüngeren Sedimenten der sogenannten postvariscischen Decke begraben lagen, sondern daß diese, falls sie je vorhanden war, schon zur Zeit, als die Urthaya auf dem Hochboden dahinfließ, längst beseitigt war, so daß sich die Hydrographie den Unebenheiten der Rumpffläche anpassen mußte. Diese Tatsache steht in auffälligem Gegensatze zu den Verhältnissen im mittleren Böhmen, wo die Flüsse unabhängig sind vom Verlaufe der Monadnockrücken und ihren Weg in epigenetischen Durchbrüchen oft mitten durch diese nehmen,

¹⁾ Die Hauersche geologische Karte verzeichnet diesen Rücken als Syenit, nicht aber den Wiener Berg, wo nur Gneise angegeben sind. Bereits Puffer hat beide Bergrücken als Monadnocks angesprochen (Monatsbl. d. Ver. f. Landesk. v. Niederösterreich, VI, 1907, S. 11).

obwohl sie nebenan leichtere Bahn hätten, weil das Flußnetz auf der die Monadnocke verhüllenden Kreidedecke entstand.

Als wir bei Raabs das Thayatal wieder erreichten, war sein Aussehen sehr geändert gegenüber dem des Oberlaufes. Das Tal war tiefer und enger geworden, der Höhenunterschied zwischen Fluß und Rumpffläche auf 120 *m* angewachsen.

Die Rumpffläche liegt nördlich von Weinern und Pfaffenschlag in 520—524 *m* Seehöhe und zeigt hier wieder die charakteristische leichtwellige Unebenheit. Sie geht nach Norden in die Ebenheit des Hochbodens über, den wir südlich von Raabs in 510 *m* Seehöhe wiederfanden. Unter ihm waren zwei tiefere Terrassenniveaus erkennbar. Die Zahl der Terrassen des Thayatales hatte also von Waidhofen ab keine Vermehrung erfahren, aber ihr vertikaler Abstand über dem Talboden und untereinander hatte sich vergrößert. Die zweite Terrasse liegt bei Raabs 475 *m*, bei Kollmitzdörfel 470 *m* hoch. Die dritte Terrasse ist östlich von Raabs beim Galgenfeld in 445 *m* Höhe angedeutet und bis Kollmitz verfolgbar, wo sie 440 *m* hoch liegt. Beide Terrassen sind bei Drosendorf in 421 und 451 *m* Seehöhe vorhanden. Auf der unteren liegt die Stadt. Die Zunahme des Vertikalabstandes der Terrassen war schon bei Waidhofen angedeutet gegenüber den Verhältnissen bei Meyres, sie macht sich bis Raabs geltend; dann aber fanden wir bis Drosendorf die Terrassen in gleichem Abstände untereinander und über dem Talboden wie bei Raabs.

Dies scheint anzudeuten, daß das Tempo der Hebung des Böhmisches Massivs, welche die Thaya zum Einschneiden zwang, nicht allenthalben gleichmäßig war, sondern daß sich die östlichen Randpartien rascher und stärker hoben als die Partien an der heutigen Wasserscheide. Offenbar war die östliche Randflexur des Massivs an der Grenze gegen das außer-alpine Wiener Becken der Schauplatz einer stärkeren Emporbiegung, welche die ganze westliche Nachbarschaft mitbetrifft. Dieses raschere und stärkere Einschneiden schon zur Zeit der Entstehung der Terrassen verrät auch die Böschung der Gleithänge, die zu den Terrassen hinableiten und die bei Raabs steiler geneigt sind als bei Waidhofen.

Die dritte Terrasse ist bei Raabs mehrfach nur angedeutet, d. h. es ist meist nur ein Gleithang vorhanden, der dann in 445—440 *m* Höhe gegen den Fluß steil abfällt. Von dieser Höhe ab ist das Tal der Thaya mit steilen felsigen Gehängen etwa 50 *m* tief eingesenkt. Die obere Grenze der jugendlichen Felsformen geht aber auch sonst nicht über 440 *m* Seehöhe empor und beweist damit, daß die dritte Terrasse vorher vorhanden war und nur durch die Talverjüngung vielfach zerstört wurde. Diese Talverjüngung verrät, daß das Tempo der Hebung zum Schlusse rascher wurde. Bei der Bildung der Terrassen hatte die Thaya noch Zeit zur Seitenerosion neben der Tiefenerosion; sie schuf damals ein reifes

Tal, während sie im Niveau des Hochbodens dahinfließend ein altes Tal besessen hatte. In der letzten Phase wurde das Tal aber jung, indem die Thaya fast nur in die Tiefe arbeiten mußte.

Vielfach besitzt sie hier sogar in den Mäandern symmetrische Gehänge, wie z. B. bei Kollmitz und im Mäander unterhalb der Rotmühle. Die Verjüngung äußert sich auch im Gefälle des Tales. Von Waidhofen ab, wo wir die ersten Anzeichen der Talverjüngung beobachteten, steigert sich das Gefälle und hat bei Kollmitz die größte Neigung. Hier treten oberhalb und unterhalb von Kollmitz sogar Stromschnellen im Flußbette auf. Diese knüpfen an die harten Gesteine an, welche das Tal queren und nördlich davon den weithin sichtbaren isoliert aufragenden Monadnock des Kollmitzberges (600 m) aufbauen.

Fassen wir alle diese Tatsachen zusammen, so sehen wir, daß zwischen Kollmitz und Waidhofen ein Gefällsknick im Thayatal aufwärts wandert, der den Oberlauf der Thaya noch nicht erreicht hat.

Gegenwärtig arbeitet die Thaya bei Raabs und Kollmitz nicht mehr nur in die Tiefe, sondern hat sich bereits wieder der Verbreiterung ihres Tales durch Seitenerosion zugewandt. Dies zeigt sich darin, daß das Tal auch an den engsten Stellen bereits eine wenn auch schmale Talaue besitzt. Die Hebung des Massivs ist also zum Stillstande gekommen.

Unterhalb Kollmitz von der Fichtelmühle an ist das Tal der Thaya vorgeschrittener in seiner Entwicklung. Die Talaue wird breiter, die Mäander haben asymmetrische Gehänge mit Gleit- und Schnitthängen. Die Gleithänge sind allerdings ziemlich steil geneigt, aber doch gut unterscheidbar von den Schnitthängen, an denen der Fels hervorkommt. Dieser Wechsel scheint damit zusammenzuhängen, daß die Thaya unterhalb Kollmitz in weiches Gestein übertritt. Hier gestattete auch die letzte Phase der Talverjüngung dem Flusse, einen Teil seiner Kraft der Seitenerosion zuzuwenden. Beim Einschneiden zugleich ableitend hat so die Thaya ihre Mäander vergrößert, während sie im harten Gestein bei Kollmitz klein blieben. Seither arbeitet die Thaya auch hier an der Verbreiterung ihres Talbodens. Durch die Bildung der Talaue haben die Mäandersporne schon asymmetrische Form erhalten, weil der flußaufwärts gekehrte Teil des Sporns vom Flusse abgegraben wurde. So ist hier das Thayatal bereits ins Reifestadium der Entwicklung übergetreten. Aber auch in diesem Talstück besitzt der Fluß unterhalb von Eibenstein Stromschnellen. Eigenartig ist die Lage der Stadt Drosendorf. Sie liegt auf einem von der dritten Terrasse eingeebneten Mäandersporn, dessen Hals dadurch eingeengt ist, daß quer durch ihn der Thumeritz-Bach sein Tal eingeschnitten hat, so daß zwischen ihm und der Thaya nur ein schmaler Rücken stehen blieb. Diese leicht zu verteidigende Position machte Drosen-

dorf zur Grenzfestung gegen Mähren. Seine Abgelegenheit bewahrte ihm die mittelalterliche Umwallung, welche die Stadt noch wohl erhalten rings umgibt.

Den Hochboden haben wir bei Drosendorf nicht als Terrasse in die Rumpffläche eingesenkt angetroffen. Man sollte ihn in rund 470—480 *m* Seehöhe erwarten, während die Rumpffläche über 500 *m* Höhe haben sollte. Statt dessen trafen wir auf unserer Fahrt von Drosendorf nach Waschbach-Pleißing eine weite ebene Fläche in 470—480 *m* Höhe, die nur ganz unmerkliche Wellungen besitzt. Diese Hochebene nimmt den ganzen Raum von Drosendorf bis Jamnitz, Vöttau, Frain, Hardegg, Weitersfeld, Geras und Eibenstein ein. Erst jenseits einer Linie, welche die genannten Orte verbindet, erscheinen Höhen, die 500 *m* Seehöhe überschreiten. Nur zwischen Weitersfeld und Hardegg fehlt diese Umgrenzung, hier öffnet sich die Hochfläche bei Niederfladnitz und Hofern breit gegen das außeralpine Wiener Becken. Diese Hochfläche, auf welcher der Hochboden der Thaya ausmündet, möchten wir als Abrasionsebene des Miozänmeeres ansprechen. Fluviatiler Entstehung kann sie wohl kaum sein, denn die Verbreiterung des Hochbodens zur weiten Hochfläche vollzieht sich bei Eibenstein ganz unvermittelt. Jedenfalls ist die Hochfläche ebener als die Rumpffläche jenseits der 500 *m* Isohypse. Leider hat die geologische Spezialkartierung das Blatt Drosendorf noch nicht erreicht, so daß es noch nicht festgestellt ist, ob auf der Hochfläche tertiäre Ablagerungen liegen. Sollten sich auch keine Tertiärbildungen auf der Abrasionsebene finden, so wäre dies an sich kein Beweis gegen die marine Entstehung; denn in den küstennahen Partien eines Abrasionsschelfes kann es nicht zur Ablagerung von marinen Sedimenten kommen. Höchstens dürfte man da und dort Aufbereitungsmaterial des Untergrundes vermuten. Auch ein Delta der Thaya darf man wohl kaum erwarten, denn sie schlich ja als späalter Fluß mit geringem Gefälle durch die Rumpffläche, hatte also jedenfalls nur eine geringe Sedimentführung. Uns war es leider auf der Eisenbahnfahrt versagt, über die Beschaffenheit der Hochfläche sichere Anhaltspunkte zu gewinnen; aber unsere Beobachtungen bei Pleissing machen es sicher, daß der Spiegel des Miozänmeeres dort höher als 470 *m* lag, so daß die Hochfläche von Drosendorf vom Meere überflutet sein mußte.

Auf dem Wege von Pleissing auf den Fuchsgrabenberg (471 *m*) fanden wir beim Bau der neuangelegten Straße entblößt einen feinen horizontal geschichteten Sand von grauer Farbe mit rot und gelb gefärbten Bändern darinnen. Die Ablagerung liegt auf Gneis in 426—436 *m* Seehöhe. Sie ist zweifellos mariner Entstehung und gleicht durchaus den marinen Sanden, wie wir sie später beim Abstiege vom Keilberge nach Retz antrafen.

Auch das Nordostgehänge des Fuchsgrabenberges gegen den Pleissing-Teich fanden wir von solchen marinen Sanden überkleidet.¹⁾ Ein Aufschluß in einem Graben, der auch die Gneisunterlage entblößte, zeigte uns über dem Gneis zunächst eine dünne Zone von eckigem, subaerisch entstandenem Verwitterungsschutt, der nach oben in abgerollte Gerölle überging. In den höheren Lagen begannen die Gerölle mit Sand zu wechsellagern; zugleich wurde das Korn der Gerölle feiner und schließlich war der Sand allein herrschend. Die Sande liegen in 440—450 m Seehöhe. In etwa 450 m Höhe keilen sie am Gehänge aus, aber die unter ihnen liegenden Gerölle ziehen sich zum Gipfel des Fuchsgrabenberges empor. Wir fanden sie hier allenthalben auf den Feldern. Diese Gerölle sind das Grundgeröll der Transgression des Miozänmeeres, das nach einer kontinentalen Phase auf das Böhmisches Massiv übergriff und zunächst den subaerisch entstandenen Verwitterungsschutt aufbereitete und zu einem Grundgeröll umwandelte. Während es in den seichteren Teilen zu keiner weiteren Ablagerung kam — offenbar gestattete der Seegang keine Sedimentation —, lagerten sich im tieferen ruhigeren Wasser Sande ab. So war also der Fuchsgrabenberg eine aus tieferem Wasser aufragende Untiefe des Miozänmeeres, die mit ihrem Gipfel noch im Bereiche des vom Seegang stärker bewegten Wassers lag. Der Spiegel des Miozänmeeres muß also in über 470 m Seehöhe angesetzt werden, aber nicht allzu hoch über dieser Höhe: wir möchten ihn in rund 490 m Seehöhe vermuten.

Wichtig am Auftreten der Sande von Pleissing ist aber auch der Umstand, daß sie tiefer liegen als die Hochfläche von Drosendorf und als die Rumpffläche des Böhmisches Massivs, obwohl sie noch innerhalb desselben gelegen sind. Sie beweisen damit eine prämiozäne Erosionsphase des Massivs.

Die Täler des Prutzendorfer Baches, des Alsenbaches und des Waschbaches bieten bei Weitersfeld ein von den übrigen Massivtälern ganz abweichendes Bild.

Mit sanften gealterten Gehängen senkt sich das Land zur breiten Talsohle dieser Bäche. Ihr Einzugsgebiet bildet zwischen der Hochfläche von Drosendorf und dem Granit des Massivrandes eine breite Senke, die an einen Zug von Phyllitgesteinen anknüpft. Diese weicheren Gesteine waren schon von der prämiozänen Erosion ausgeräumt worden, wie die Sandvorkommnisse bei Pleissing dartun; dann war das Miozänmeer in sie eingedrungen und, während es die Abrasionsebene von Drosendorf schuf, wurde die Senke von Weitersfeld mit Sedimenten aufgefüllt. Die postmiozäne Erosion hat aber diese prämiozäne Landschaft durch

¹⁾ Das Blatt Znaim der geologischen Spezialkarte 1 : 75000 verzeichnet diese Vorkommnisse unrichtig als Löß, jedoch hat dieser Irrtum seither bereits eine Berichtigung erfahren.

Ausräumung der weichen Miozänschichten wieder bloßgelegt. So kommt es, daß der Prutzendorfer Bach und seine Zuflüsse alte Talformen besitzen, während der Unterlauf, der Fugnitzbach, in welchen sich der Prutzendorfer Bach ergießt, in einem engen jugendlichen Waldtal bei Hardegg die Thaya erreicht. Dieser Unterlauf ist eben erst durch die postmiozäne Erosion entstanden.

Die prämiozäne Erosion erklärt nun auch die Art und Weise, wie sich das Versinken des Massivs unter dem Tertiär des außeralpinen Wiener Beckens vollzieht. Nicht ein scharfer Abbruch trennt beide Gebiete, sondern der Blick vom Keilberg bei Retz zeigte uns sowohl im Norden wie im Süden in den Höhenverhältnissen ein Hinabbiegen und Versinken der Massivgesteine in einer Flexur nach Osten, wo die niedrigeren weichen alten Formen des Tertiärhügellandes erschienen.

Wäre nun die unzertalte Rumpffläche in der Flexur hinabgebogen worden, so wäre ein geschlossener Abfall und eine einfache Grenze gegen das Tertiär entstanden. Dies ist aber nicht der Fall. Vielmehr tauchen noch mitten aus dem Tertiär einzelne Vorkommnisse von Granit hervor, so im Steinpertz (294 *m*) bei Unternalb, im Hochsteiner Berg (334 *m*) bei Pillersdorf, beim Schloß Schrattental und an vielen anderen Stellen. Diese Vorposten des Massivs sind nichts anderes als die herausragenden Bergkuppen der vom Miozän verschütteten prämiozänen Berg- und Talandschaft, die in der Flexur hinabtaucht und so die geologische Grenze des Massivs gegen das Tertiär sehr verwickelt gestaltet.

Wenn der Massivrand westlich von Schrattental zwischen OberMarkersdorf und Pulkau einen geschlossenen Abfall bildet, so liegt dieser bereits innerhalb des Massivs. Eine breite, an den Flüssen sumpfige Niederung von alten Formen zieht sich an seinem Fuß entlang und trennt ihn von den östlich gelegenen Granitvorposten bei Schrattental. Diese Niederung von Schrattental scheint ein im Prämiozän ausgeräumter Phyllitstreifen zu sein, ähnlich wie die Senke von Weitersfeld; das prämiozäne Alter ergibt sich aus marinem Tegel, den wir östlich von Pulkau am Boden der Niederung fanden, ferner aus tertiärem Sandstein, der sich am Westende von Pulkau auf dem Granit des Haidberges auflagert. Auch das Tal des Pulkaubaches unterhalb der Hahnmühle könnte nach seinem morphologischen Aussehen prämiozänen Alters sein; erst bei der Hahnmühle wird es eng und felsig wie ein normales Massivtal.

Als wir aus dem Tale emporgestiegen waren, standen wir bei der Bründlkapelle bei Rafing wieder auf der miozänen Abrasionsebene, die sich mit Gefälle von NW gegen SO senkt. Grobklastische miozäne Kalksandsteine liegen hier allenthalben als eine dünne Decke auf dem Granit und beweisen dadurch die marine Entstehung der Hochfläche. Aber auch hier erfährt sie durch wieder bloßgelegte prämiozäne Erosionsformen

eine Unterbrechung ihres Zusammenhanges. Von ihr losgelöst zieht sich am Rande des Massivs ein aus Granit aufgebaute Rücken dahin, der im Feldberg (370 *m*) bei Groß-Reipersdorf beginnt und im Kalvarienberg (414 *m*) bei Eggenburg endet. Er ist von der Abrasionsebene durch eine breite Tiefenlinie getrennt, die von Pulkau gegen Eggenburg verläuft. Die bekannten Tertiärvorkommnisse von Gauderndorf und Klein-Jetzelsdorf sowie die von Eggenburg liegen innerhalb des Böhmisches Massivs in dieser Hohlform und beweisen so deren prämiocänes Alter. Diese Tiefenlinie liegt in der Fortsetzung der Niederung von Schrattental, der östlich sie begleitende Rücken in der Fortsetzung der isolierten Granithügel von Schrattental, deren Deutung als verschütete Bergkuppen dadurch eine weitere Bestätigung findet.

Die Abrasionsebene steigt bei Eggenburg und Pulkau wie ein echter Schelf gegen das ehemalige Ufer nach NW an, ihre Höhe liegt bei Rafing, Kattau und Eggenburg in etwa 370 *m*; den Strand hat man westlich von Kainreith und Walkenstein in rund 490 *m* Höhe zu suchen. Hier vollzieht sich der Übergang der welligen über 500 *m* hohen Peneplain in die ebene Abrasionsfläche, die höchstens 480 *m* hoch ist, sehr unvermittelt. Nach Norden steht die Abrasionsfläche, die wir nach dem zentralgelegenen Sigmundsherberg benennen wollen, mit der von Drosendorf über Theras und Ober-Mixnitz gegen Weitzersfeld in Verbindung. Hier stellte eine 6 *km* breite Wasserstraße zwischen den Höhen von Dallein und dem Kohlberg (490 *m*) bei Waitzendorf die Verbindung her. Letzterer ist eine der Abrasion entgangene ehemalige Untiefe des Miozänmeeres; wahrscheinlich ist er ebenso wie der Manhartsberg (536 *m*), der als Insel im Miozänmeere aufragte, der Überrest eines Granit-Monadnocks, der nicht ganz abradiert wurde.

Der Weg von Eggenburg nach Horn zeigte uns am letzten Exkursionstage neuerlich die Abnahme der Sedimentationsbedingungen, die sich auf einem Abrasionsschelf in seichterem Wasser einstellen. Bei Eggenburg fanden wir beim Eisenbahneinschnitt in rund 380 *m* Seehöhe geschichteten sandigen Letten mit großen Austern über grobem Sand mit einzelnen größeren Geröllen. Die Unterlage der ziemlich mächtigen Ablagerung bildet Granit. Das Hochfeld westlich davon besteht aber bereits aus Glimmerschiefer. Dieser ist weiterhin da und dort überdeckt mit sandigen geschichteten Bildungen, die Bruchstücke von Austern, Pekten u. a. und einzelne Granitgerölle enthalten. Die einzelnen Vorkommnisse sind wenig mächtig, sie liegen in Höhen von 412 bis 422 *m*. Westlich davon fanden wir auf den Gehängen des Gemeindeberges (433 *m*) nur mehr gerollte Kiesel auf den Feldern.

Um so mächtiger wurde die Entfaltung des Tertiärs in Gestalt von Sanden und Konglomeraten, sobald wir bei Mold den Boden des Beckens

von Horn erreichten. Hier waren eben im tieferen Wasser wieder günstigere Absatzbedingungen.

Von der Höhe des Gemeindeberges (433 *m*) hatten wir einen Überblick auf das tiefliegende Becken von Horn und seine Umgrenzung. Die rund 300 *m* hochgelegene Sohle ist ein großer Halbmond, dessen konvexe Seite nach Nordosten gekehrt ist.

Im Norden bildet der Pernegger Wald den Abschluß; er setzt die „Wild“ nach Osten fort und erreicht 587 *m* Seehöhe. Im Südwesten erhebt sich der Horner Wald, der im Buchberg bei der Ruine Schauerstein am Kamp 606 *m* hoch ist. In den Plateaus dieser beiden Waldgebiete hat man wieder die prämiozäne Rumpffläche vor sich. Die Ostumrandung des Beckens ist dagegen bedeutend niedriger, sie erreicht nur Höhen von 430 bis 450 *m*. Hier flutete das Miozänmeer zwischen dem Pernegger Wald und dem Mannhartsberg in einer breiten Straße ins Becken von Horn herein. Die von ihm geschaffene Abrasionsebene von Sigmundshergberg und Eggenburg bildet so den Ostrand des Beckens. Die Abrasionsprodukte seiner Zerstörungsarbeit wälzte das Meer ins Horner Becken und lagerte sie dort im tieferen Wasser ab.

All das lehrt uns, daß der bedeutende Höhenunterschied zwischen der kristallinen Sohle des Horner Beckens und seiner Ostbegrenzung schon vor dem Eindringen des Miozänmeeres vorhanden gewesen sein muß. Wir erhalten auch hier eine prämiozäne Hohlform. Betrachtet man von Horn den Nord- und Ostrand des Beckens, so fällt die ungeweine Geradlinigkeit des Abfalles der Höhen gegen das Becken auf. Alle Rücken der zertalten Gehänge enden einheitlich an einer geknickten Linie, die von Brunn an der Wild über Poigen, Mödring, Breiteneich und Mörtersdorf gegen Freischling verläuft. Es ist der morphologische Ausdruck einer Bruchlinie, an welcher das Becken im N und SO abgesunken ist.¹⁾

Anders ist der Südwestrand beschaffen; hier fehlt die geradlinige Begrenzung, vielmehr verflachen die Höhen des Horner Waldes ganz allmählich gegen die Sohle des Beckens, so als sei die Rumpffläche des Horner Waldes an der Bruchlinie Brunn—Freischling ins Becken hinabgebogen worden.

Das Absinken der Rumpffläche erfährt bei Horn eine Unterbrechung durch den Zug des Galgenberges und Steinbiegl, die als ein asymmetrischer Rücken quer über die Sohle des Beckens verlaufen. Die Steilseite dieses aus Gneis aufgebauten Rückens kehrt sich nach SW. Es scheint, daß man in diesem Rücken eine zweite Bruchstufe vor der des Ostrandes zu erblicken hat, daß also das Hinabbiegen des Hornerwaldes einen Staffelbruch

¹⁾ Schon Puffer vermutete hier eine Bruchstufe. (Monatsbl. d. Ver. f. Landesk. v. Niederösterreich, VI, 1907, S. 10.)

auslöste. Der Rücken des Galgenberges teilt das Becken in zwei verschiedene Abschnitte: östlich desselben besteht die Beckensohle aus Tertiär, westlich aus kristallinen Gesteinen.

Während das Miozänmeer im tiefer gelegenen Teile akkumulierte, hat es den höheren westlichen und südwestlichen Teil des Beckens abradiert. Vom Gemeindeberge nach Westen blickend, sieht man die Abrasionsebene von Sigmundsherberg sich hinter Horn fortsetzen. Sie nimmt die Höhen um Altenburg und St. Bernhard ein und scheint sich bis St. Marein, Alt-Pölla und Neu-Pölla zu erstrecken. Dort setzen dann unvermittelt Höhen ein, die über 500 *m* Seehöhe besitzen und mit 100 *m* hohem Anstieg gegen die Abrasionsebene absetzen. In ihnen beginnt die Peneplain. Auf der Abrasionsebene liegen nach Puffer bei Neukirchen und Alt- und Neu-Pölla Gerölle.¹⁾ Auch der östliche Teil des Horner Waldes westlich des Kamp um Wanzenau und Tautendorf wurde der Abrasionsebene einverleibt.

Die Abrasionsebenen standen wahrscheinlich mit der von Sigmundsherberg in Zusammenhang, indem das Becken von Horn bis zur Höhe der Abrasionsebenen mit marinen Sedimenten aufgefüllt war. Nur aus diesem Gesichtspunkte versteht man die sonderbare Hydrographie des Horner Beckens, daß der Kamp seinen Weg südlich neben dem Becken vorbei durch höheres Land nimmt und es der Taffa überläßt, das Becken zu entwässern. Und diese fließt dem Gefälle der nach Nordosten absinkenden Rumpffläche entgegen aus tieferem Land in höheres. All das sind Erscheinungen, die sich nur durch Epigenese erklären lassen, daß somit das Becken von Horn nach der Miozänzeit erst wieder durch Ausräumung zu einem Becken geworden ist. Die Bruchstufen nördlich und östlich von Horn sind dadurch wiederbelebt worden, es sind eigentlich Bruchlinienstufen.

Aber mit all diesem ist die Hydrographie des Kamp noch nicht restlos zu erklären. Nur die Talbildung innerhalb der Abrasionsebene unter der ehemaligen Spiegelhöhe des Miozänmeeres, die wir auch hier in rund 500 *m* Seehöhe ansetzen dürfen, läßt sich so deuten. Der Kampdurchbruch beim Schauerstein zwischen dem Buchberg und dem Horner Walde widersteht jedoch einem solchen Erklärungsversuch, denn hier nimmt der Fluß seinen Weg zwischen Höhen von 592 bis 606 *m*. Für diesen Fall wird wohl nur die prämiozäne Anlage des Tales eine Erklärung liefern können. Auch der Kamp besitzt unter dem Niveau der Abrasionsebene Terrassen. Bei der Rosenberg fanden wir zwei, eine in 350 *m* Seehöhe, die andere in 387 *m*. Beide liegen gleich hoch über dem Fluß und in nahezu gleichem Abstand von einander wie die Thaya-

¹⁾ Monatsbl. d. Ver. f. Landesk. v. Niederösterreich, VI, 1907, S. 4.

terrassen bei Raabs und Drosendorf. Es scheint sich darin anzuzeigen, daß beide Flußtäler eine übereinstimmende Geschichte hatten. Nach der Entstehung der Terrassen fand auch hier eine rasche Eintiefung des Tales statt, so daß der Kamp in den Mäandern oberhalb der Rosenberg symmetrische Gehänge besitzt. Aber auch hier ist die Phase der Talvertiefung vorüber, der Fluß arbeitet bereits rüstig an der Verbreiterung seiner Talaue. So ist der Mäander am Umlaufberg schon mit einer recht gut entwickelten Talaue versehen. Die Abschnürung des Umlaufberges steht nahe bevor, der Hals ist schmal und überragt den Fluß an der tiefsten Stelle nur mehr um etwa 10 *m*. Der Mensch ist hier der Natur zuvorgekommen, indem der Werkskanal der elektrischen Kraftstation in einem Stollen durch den Hals hindurchgeleitet ist.

Werfen wir nun einen Rückblick auf die Beobachtungen unserer Exkursion, so ergibt sich vor allem eine Tatsache, daß die Auseinanderhaltung von subaerisch entstandenen Rumpfflächen oder Peneplains und von marinen Abrasionsflächen nicht leicht ist. Wir möchten jedoch nicht so weit gehen wie Hettner,¹⁾ welcher deshalb an der Möglichkeit einer genetischen Gliederung der Einebnungsflächen zweifelte und deshalb die Bezeichnung Rumpffläche rein deskriptiv für beide Formen angewandt wissen wollte. Tatsächlich ist es uns ja doch gelungen, beide Flächenelemente im Oberflächenbau des niederösterreichischen Waldviertels auseinanderzuhalten und die Grenze der miozänen Transgression gegen die Peneplain an der 500 *m* Isohypse zu ziehen. Freilich war dies nicht so sehr durch den geologischen Befund allein möglich als durch die Kombination der einzelnen Daten desselben mit der morphologischen Analyse der Landschaft, welche die Rekonstruktion der miozänen Verteilung von Wasser und Land ermöglichte.

Theoretisch sollte eine Peneplain durch daraufliegende Landablagerungen, eine Abrasionsebene durch marine Sedimente erkannt werden. Aber dieser geologische Nachweis ist tatsächlich nicht so leicht zu erbringen. Auf einer Peneplain dürften eigentlich streng genommen keine Sedimente liegen, weil sie ja durch subaerische Abtragung entstanden ist. Dasselbe gilt nun aber auch für eine Abrasionsebene, wo in der Strandregion ebenfalls die Zerstörung vorherrscht, während die Sedimentation auf dem Schelf erst in tieferem Wasser möglich ist. Solche marine Schelfablagerungen geben wohl den Fingerzeig für die Entstehung der Abrasionsebene, genügen aber selten für die Feststellung der Ausdehnung der marinen Transgression. In der Strandregion hat man es nämlich mit einem Mangel von charakteristischen Sedimenten zu tun; denn die Strandgerölle der marinen Aufbereitungszone lassen sich beim Betrachten an Ort und Stelle kaum von einer fluviatilen Geschiebeüberstreuung

¹⁾ Geogr. Zeitschrift XIX. 1913.

unterscheiden und sind auch tatsächlich von Puffer nicht richtig auseinandergehalten worden.¹⁾

Für die Erkennung einer Peneplain wird also der negative Befund in bezug auf Sedimente ausschlaggebend sein, für die Abrasionsebene der Nachweis von marinen Schelfablagerungen.

Den Umfang einer so nachgewiesenen Abrasionsebene kann jedoch nur die geomorphologische Analyse liefern. Diese allein ohne geologischen Befund ist auch wieder nicht im stande, beide Verebnungsflächen klar und einwandfrei zu scheiden. Wohl ist bei sehr genauem Zusehen die Abrasionsebene ebener als die Peneplain, aber dieser graduelle Unterschied ist doch nicht sehr markant. In beiden Fällen können unverebnete Teile übrig bleiben, die an widerstandsfähige Gesteine anknüpfen, so daß ein mariner Restberg — Inselberg wäre wohl die richtigste Bezeichnung — von einem Monadnock kaum zu unterscheiden ist. Nur eine sorgfältige Erwägung aller eben aufgezählten Momente führt also zum Ziele.

Ein weiteres Ergebnis ist die Feststellung der Geschichte der Formen des niederösterreichischen Waldviertels. Das älteste Element im Landschaftsbilde ist die Peneplain. Für ihr absolutes Alter haben wir keinen Beweis gefunden; nur die Tatsache steht fest, daß sie älter ist als das Miozän. Noch vor diesem wurde sie von einer ersten Störungsphase, die wohl mit der Entstehung der Geosynklinale des Alpen- und Karpathenvorlandes zusammenhängt, ergriffen. Es entstand durch Verbiegung die Mulde von Gmünd-Vitis und die Aufbiegung in der „Wild“; ferner brach das Becken von Horn ein. Zugleich wurde die Rumpffläche am Ostrande in der Flexur emporgewölbt und durch Erosion zertalt. Für diese prämiozäne Erosion haben wir im Innern des Waldviertels vorläufig keine Beweise gefunden. Vielleicht war nur der Ostrand des Böhmisches Massivs in der Flexur stärker gehoben worden, während die westlich gelegenen Gebiete noch zu tief lagen und daher keiner Zertaltung ausgesetzt waren. Dem durch die Störungen geschaffenen Relief hatte sich jedenfalls eine neue Hydrographie angepaßt, die im Westen im Niveau der Rumpffläche lag, während sie im Osten Täler benützte, welche die Peneplain zerschnitten hatten. Da brachte eine neuerliche Senkung diese Täler unter den Spiegel des Miozänmeeres; dieses ertränkte die prämiozänen Hohlformen des Reliefs und arbeitete die Vollformen desselben nieder zu einem breiten Abrasionsschelf, der sich auf Kosten der Peneplain ins Böhmisches Massiv hineinfräß.

Aber eine neuerliche postmiozäne Störungsphase ließ das Massiv in einzelnen Absätzen wieder emporsteigen. Im Gefolge derselben mußten

¹⁾ Das gilt z. B. von den Strandgeröllen von Alt- und Neu-Pölla und Neukirchen, die zusammen mit den Flußschottern von Großpoppen von Puffer als kontinentale Bildungen aufgefaßt werden (Monatsbl. d. Ver. f. Landesk. v. Niederösterreich, VI, 1907, S. 7).

die Flüsse einschneiden. Auch diesmal war die Hebung ungleichmäßig, indem die östlichen Partien stärker gehoben wurden als die westlichen, die auch in ihrer Zertalung zurückblieben, so wie in der prämiozänen Hebungsphase. Das niederösterreichische Waldviertel hat also eine sehr wechselvolle Geschichte in junger geologischer Zeit gehabt.
